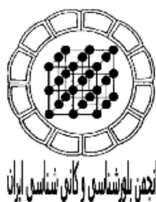
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۷، از صفحهٔ ۳۸۳ تا ۳۹۸




# کانی‌شناسی و ریزساختار چندریخت‌های سرپانتین در توالی گوشته‌ای مجموعه افیولیتی صحنه (شرق کرمانشاه)

**الهام فرهنگیان*[۱]، محسن نصرآبادی[۲]، سیما پیغمبری[۲]**

*۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره) قزوین*

*۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور*

(دریافت مقاله: ۹۶/۳/۱۷، نسخه نهایی: ۹۶/۷/۱۰)

**چکیده:** سه چندریخت سرپانتین (لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی‌گوریت) در سرپانتینیت‌های آمیزه‌ی افیولیتی جنوب صحنه وجود دارد. لیزاردیت با ساختار ورقه‌ای در زمینه‌ی پریدوتیت‌ها دیده می‌شود، در حالی که آنتی‌گوریت به‌صورت تیغه‌ای روی لیزاردیت رشد یافته و گسترش کریزوتیل به‌صورت رشته‌های شفاف و طلایی، فقط محدود به شکاف‌های ریز است. سنگ‌های پریدوتیتی این منطقه براساس درجه سرپانتینیتی‌شدن، به سه گروه تقسیم شده‌اند: پریدوتیت‌های نسبتاً (کمتر از ۵۰ درصد) سرپانتینیتی‌شده، پریدوتیت‌های که دستخوش ۵۰ تا ۹۰ درصد فرآیند سرپانتینیتی‌شدن شده‌اند و پریدوتیت‌های کاملاً (بیش از ۹۰ درصد) سرپانتینیتی‌شده. براساس شواهد بافتی و روابط جانشینی، رویداد سرپانتینیتی شدن طی شش مرحله صورت گرفته است. فرایند سرپانتینیتی شدن با پیدایش لیزاردیت از دگرسانی کف اقیانوس شروع شده و در مرحله جایگزینی توده افیولیتی با تبلور آنتی‌گوریت ادامه داشته است. بر اساس روابط زمانی، ویژگی‌های ظاهری و نوع کانی پرکننده، در پریدوتیت‌های سرپانتینیتی صحنه چهار نسل رگه ($V_1$-$V_4$) شناسایی شده‌اند. رگه‌های $V_1$ قدیمی‌ترین و رگه‌های نسل $V_4$ جوان‌ترین هستند. ترکیب شیمیایی سرپانتین‌های مورد بررسی بر ضلع $MgO$-$SiO_2$ و بین فورستریت و انستاتیت در گستره سرپانتین قرار می‌گیرند.

**واژه‌های کلیدی:** *سرپانتین؛ لیزاردیت؛ کریزوتیل؛ آنتی‌گوریت؛ مجموعه افیولیتی صحنه.*

**مقدمه**

سرپانتینیتی شدن یک فرایند مهم در جایگاه گوه گوشته‌ای مناطق فرورانش است [۱] که باعث تغییر در روانه‌شناسی و چگالی سنگ‌های گوشته‌ای می‌شود [۲]. این فرایند همچنین بر دیگر ویژگی‌های سنگ‌فیزیکی مانند خاصیت مغناطیسی و سرعت‌های لرزه‌ای اثر می‌گذارد [۳]. کانی‌های گروه سرپانتین در اثر چرخه‌های آب داغ از درون سنگ‌کره در محل پشته میان‌اقیانوسی و یا در محل فعالیت‌های کوهزایی تشکیل می‌شوند [۴]. سرپانتینیتی شدن یک واکنش هیدراسیون است که در آن آب با کانی‌های مافیک مثل الیوین و پیروکسن واکنش می‌دهند و در نتیجه یکی از چندریخت‌های سرپانتین تشکیل می‌شود [۵]. فرایند سرپانتینیتی‌شدن به دو صورت ایستاتیک و پویا روی می‌دهد. سرپانتینیتی شدن ایستاتیک، مربوط به دگرگونی کف اقیانوس و سرپانتینیتی شدن پویا که به صورت چند فازی است به جایگیری افیولیت‌ها مربوط است [۶]. در فرایند سرپانتینیتی‌شدن یک، دو و یا هر سه چندریخت کانی‌های گروه سرپانتین در سنگ تشکیل می‌شود. بنابراین با بررسی دقیق آن‌ها و توجه ویژه به فرایند سرپانتینیتی‌شدن و چگونگی تشکیل نسل‌های مختلف کانی‌های گروه سرپانتین، می‌توان دگرگونی‌های فرایند آبگیری فازهای گوشته‌ای توالی افیولیتی را روشن نمود. در این پژوهش، با بررسی دقیق کانی‌های گروه سرپانتین (لیزاردیت،

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۶۵۳۱۸۰۳۵، نمابر: ۰۲۸۳۳۷۸۰۰۴۰، پست الکترونیکی: el.farhangian92@gmail.com



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]

کریزوتیل و آنتی‌گوریت) از نظر بافت، ساختارهای واکنشی و ترکیب شیمیایی، تاریخچه احتمالی سرگذشت سرپانتینیت‌های موجود در آمیزه افیولیتی صحنه از زمان تشکیل تا کنون بازسازی می‌شود.

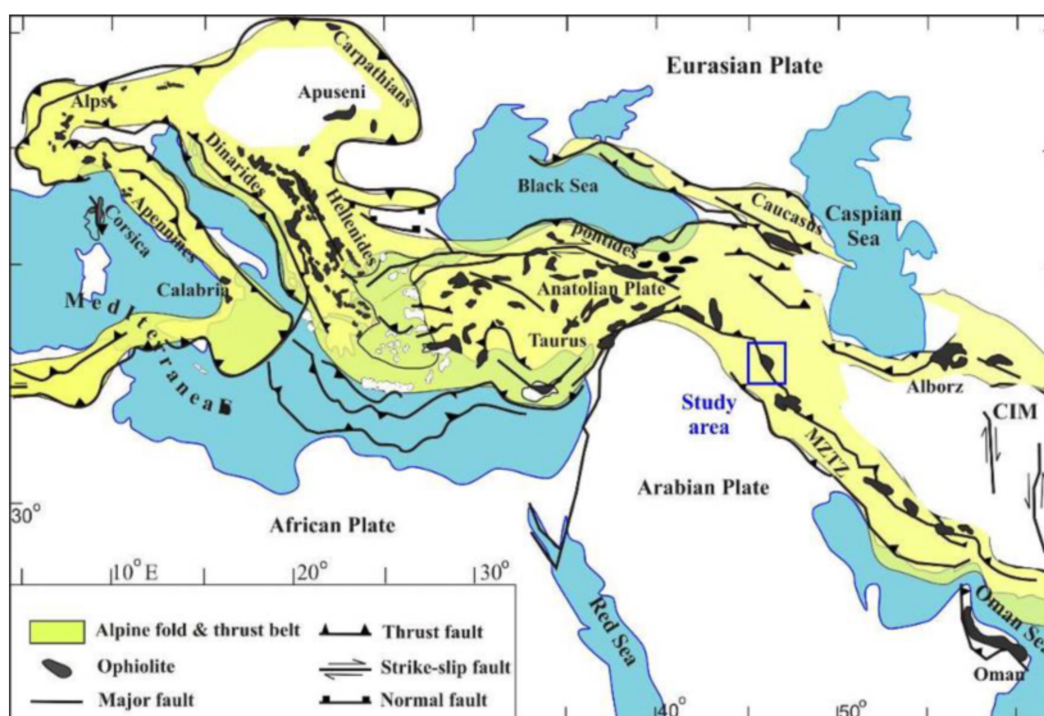
## روش‌های بررسی

مراحل انجام این پژوهش شامل بررسی‌های صحرایی، آزمایشگاهی (میکروسکوپ نوری و الکترونی) و زمین‌شیمی (تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی یا EPMA) است. به منظور تعیین شیمی کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده صحنه، تعداد ۷ نمونه از سنگ‌های هارزبورژیت که درجه‌های متفاوتی از سرپانتینیتی شدن را نشان می‌دادند انتخاب شدند. تجزیه شیمی نقطه‌ای کانی‌ها، توسط دستگاه ریز پردازنده الکترونی مدل JEOL JXA-733 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات و جریان پرتوی ۵۰ نانوآمپر در دانشگاه نیوبرانزویک کانادا صورت گرفت.

## زمین‌شناسی ناحیه‌ای

افیولیت‌های کرمانشاه یک همبافت افیولیتی در غرب ایران است که از سیستم کوهزایی زاگرس پیروی می‌کند. این مجموعه افیولیتی نزدیک به انتهای شمال غربی رشته کوه زاگرس واقع است. این افیولیت‌ها بخشی از افیولیت‌های زاگرس- عمان هستند که آن نیز خود جزئی از کمربند افیولیتی آلپ- هیمالیاست. در واقع افیولیت‌های کرمانشاه، نیریز و اسفندقه در ایران، هاتای، قزل داغ، کیلو در ترکیه و افیولیت‌های باراباسیت در سوریه پوسته اقیانوسی تتیسی هستند (شکل ۱) که در راستای پهنه جوش‌خورده زاگرس- بتلیس، افیولیت‌های ایران- عمان در آسیا را به افیولیت‌های ترودوس در مدیترانه متصل می‌کند [۷].

افیولیت‌های کمربند زاگرس در راستای جنوب غربی راندگی اصلی زاگرس در دو بخش پهن و از هم جدا از مجموعه افیولیتی- رادیولاریتی رخنمون دارند که هر بخش به صورت کمانی و دارای تحدب به سمت جنوب غرب است: یکی کمان پشت‌کوه در کرمانشاه [۸] و دیگری کمان فارس در نیریز [۹]. منطقه مورد بررسی در این پژوهش قسمتی از مجموعه معروف به نوار افیولیت- رادیولاریت کرمانشاه (پهنه خرد شده زاگرس) است. افیولیت‌های کرمانشاه در ناحیه صحنه و هرسین رخنمون دارند و با عنوان "افیولیت‌های صحنه- هرسین" نام‌گذاری گردیده‌اند. مجموعه افیولیتی صحنه با مساحتی در حدود ۱۷۰۰ کیلومتر مربع در جنوب شرقی صحنه و شمال غربی- غرب هرسین، در ۵۵ کیلومتری شرق کرمانشاه در طول‌های جغرافیایی '۳۴°۱۵ تا '۳۳°۴۵ و عرض‌های جغرافیایی شمالی '۴۷°۳۰ تا '۴۷°۵۰ واقع شده است.

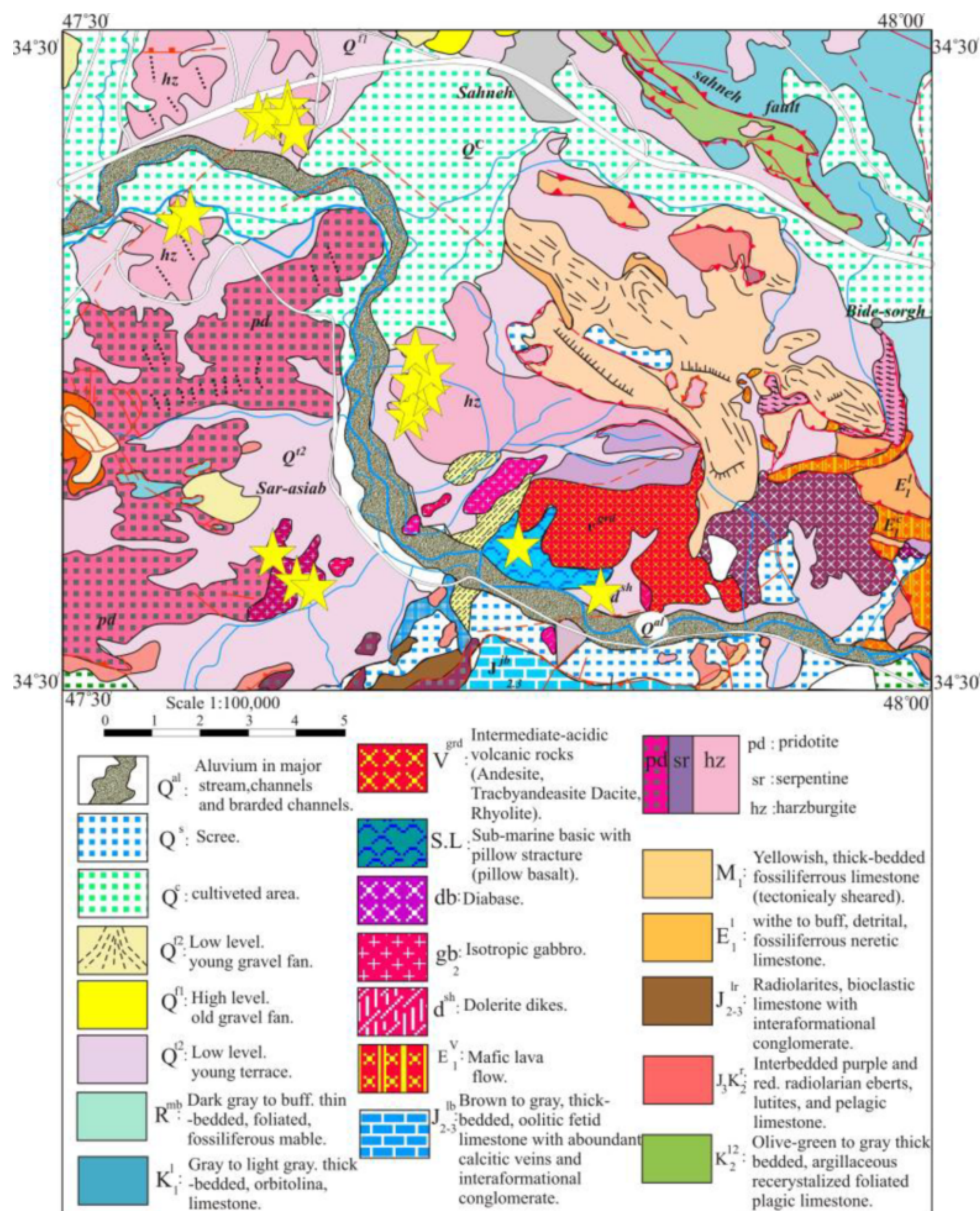



**شکل ۱** توزیع همبافت‌های افیولیتی اصلی در کمربند کوهزایی آلپی [۷].


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]

چنان که در نقشه زمین‌شناسی مجموعه افیولیتی صحنه [۱۰] (شکل ۲) دیده می‌شود تقریباً همه بخش‌های توالی افیولیتی از جمله مجموعه فرامافیک، سنگ‌های گابرویی، پلاژیوگرانیت، پیلولاوا و دایک‌ها در این مجموعه افیولیتی برونزد دارند. توالی گوشته‌ای مجموعه افیولیتی صحنه شامل هارزبورژیت، دونیت و به مقدار ناچیز لرزولیت است.

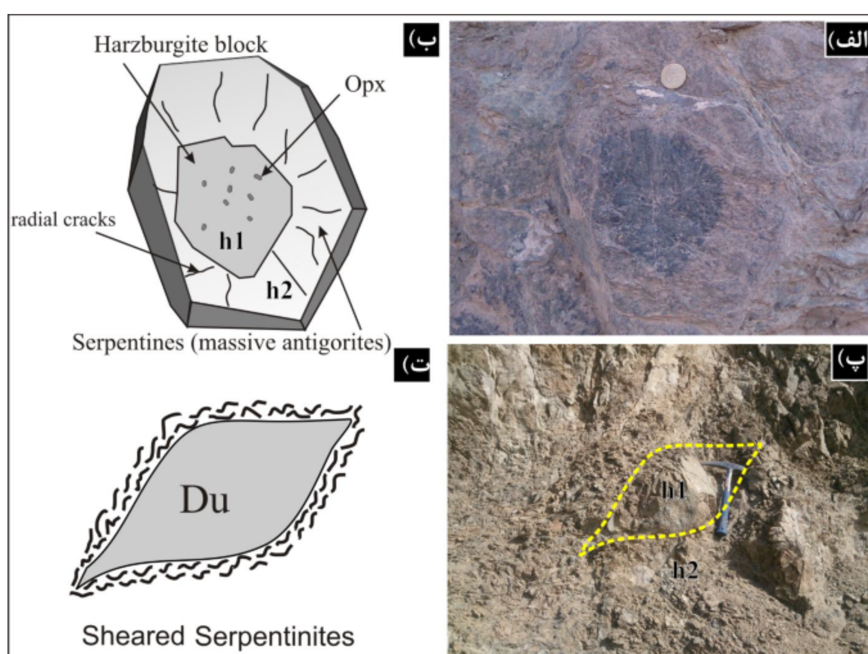
هارزبورژیت‌ها بیشترین حجم مجموعه فرامافیک توالی افیولیتی صحنه را تشکیل می‌دهند. آنها در نمونه دستی سبز رنگ بوده و دارای لمس صابونی هستند که به‌طور بخشی در نتیجه دگرسانی به رنگ سیاه در آمده‌اند. بعضی از قطعات هارزبورژیتی، از سرپانتینیتی شدن مصون مانده و به صورت قطعاتی بیضی‌شکل و کشیده دگرسان نشده، توسط آنتی‌گوریت‌های رشته‌ای و توده‌ای در برگرفته شده‌اند (شکل‌های ۳ الف و ب) مشابه این حالت را در دونیت‌ها نیز می‌توان مشاهده کرد به‌طوری که قطعات دونیتی سالم توسط دونیت‌های کاملاً سرپانتینیتی شده دربرگرفته شده‌اند (شکل‌های ۳ پ و ت).




**شکل ۲** نقشه زمین‌شناسی ساده شده هرسین با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ همراه با مکان‌های نمونه‌برداری، برگرفته از نقشه سازمان زمین‌شناسی کشور با اندکی تغییرات .



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]




**شکل ۳** الف، ب- رخنمون بیضی‌شکل و طرحواره هارزبورژیت سالم‌تر در مرکز که توسط سرپانتین نوع آنتی‌گوریت در برگرفته شده است. پ، ت- رخنمون صحرایی و طرحواره یک قطعه عدسی شکل دونیت سالم‌تر واقع در سرپانتینیت‌های ورقه‌ای.

**سنگ‌نگاری**

پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی صحنه در اصل از الیوین، پیروکسن و به مقدار ناچیزی کروم‌اسپینل و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. از آنجا که شدت سرپانتینیتی‌شدن در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی صحنه متفاوت است، سنگ‌های پریدوتیتی این منطقه بر اساس درجه سرپانتینیتی شدن، به سه گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از: ۱- پریدوتیت‌هایی که سرپانتینیتی شدن در آن‌ها کمتر از ۵۰ درصد است. در این گروه از سنگ‌ها ارتوپیروکسن و بقایای الیوین سالم محفوظ مانده است. ۲- پریدوتیت‌هایی که درجه سرپانتینیتی شدن آن‌ها بین ۵۰ تا ۹۰ درصد است. الیوین در این نوع از سنگ‌ها کاملاً سرپانتینیتی شده، اما ارتوپیروکسن‌ها تقریباً دگرسان نشده‌اند.

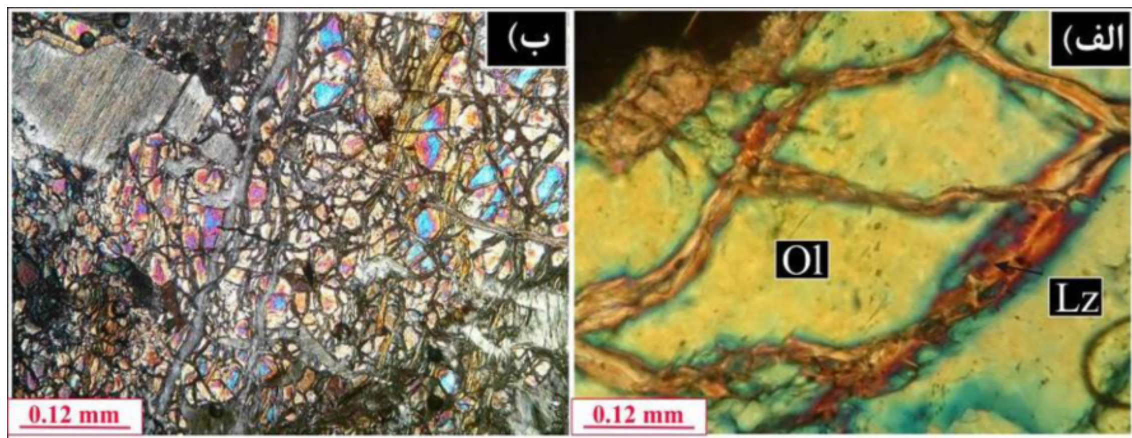
۳- پریدوتیت‌هایی که ۹۰ تا ۱۰۰ درصد سرپانیتینی شده‌اند و فقط ساختارهای کاذب (شبه‌ریخت) کانی‌های ماگمایی اولیه باقی‌مانده است.

هر سه نوع چندریخت سرپانتین (لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی‌گوریت) از دگرسانی الیوین و پیروکسن در سرپانتینیت‌های آمیزه افیولیتی صحنه به‌وجود آمده است. این سه چندریخت از نظر بافت، ساختار جانشینی و ترکیب شیمیایی، تفاوت‌هایی با یکدیگر دارند که در ادامه توضیح داده می‌شود.

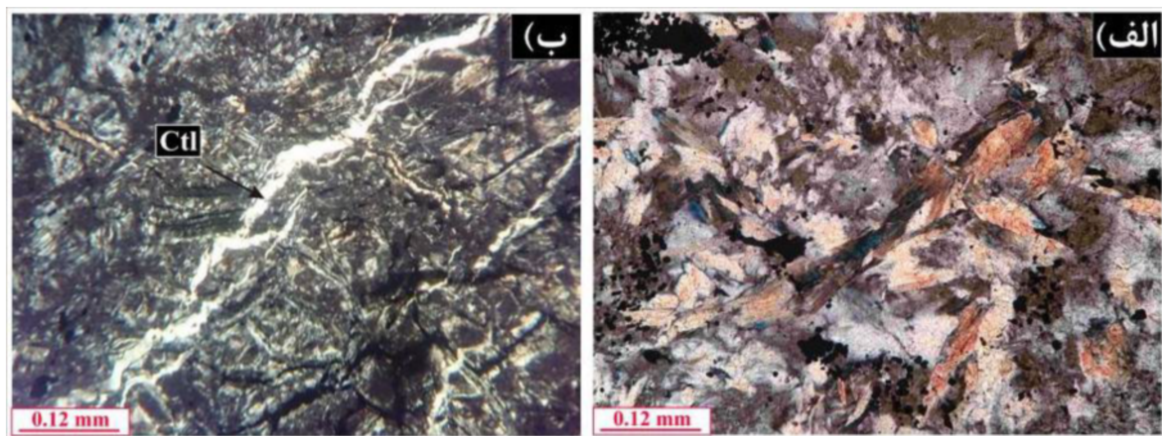
لیزاردیت چندریخت دما پایین و رایج‌ترین نوع سرپانتین است [۵]. به عبارتی، لیزاردیت‌ها معرف کانی‌های سرپانتینی دما پایینی هستند که در دماهای بین ۲۰۰°C تا ۳۰۰ پایدار هستند و به طور بارز در شرایط دگرگونی رخساره شیست‌سبز یافت می‌شوند. جایگزینی الیوین توسط لیزاردیت با ساختار ورقه‌ای و ریزدانه از شکستگی‌های الیوین شروع شده (شکل ۴ الف) و در آخر با ایجاد بافت شبکه‌ای همراه بوده است (شکل ۴ ب).

آنتی‌گوریت چندریخت دما بالای سرپانتین است که در دماهای بیش از ۳۲۰°C شکل می‌گیرد [۱۱]. در مقاطع میکروسکوپی مورد بررسی، این کانی به صورت بلورهای تیغه‌ای، سوزنی شکل و سفید رنگ دیده می‌شود (شکل ۵ الف). سومین کانی گروه سرپانتین گسترش یافته در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی صحنه، کریزوتیل است. کریزوتیل در دماهای بالاتر از ۴۰۰°C پایدار است [۱] و گسترش آن فقط محدود به بازشدگی‌ها و شکاف‌های بسیار ریز (کوچکتر از ۱ سانتی‌متر) است. کریزوتیل زمانی که هیچ الیوینی در سنگ باقی نمانده باشد به صورت رشته‌های بسیار نازک در رگه‌ها شروع به رشد می‌کند [۱۱]. کریزوتیل‌ها از نوع سرپانتین‌های رشته‌ای هستند که در مقاطع نازک مورد بررسی به صورت الیاف متقاطع خاکستری رنگ دیده می‌شوند که سبب ایجاد بافت مشبک شده است (شکل ۵ ب).


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]




**شکل ۴** الف-رشد کانی لیزاردیت در شکستگی‌های الیوین. ب- جانشینی الیوین توسط لیزاردیت و ایجاد بافت شبکه‌ای.

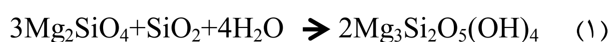



**شکل ۵** الف- گسترش بلورهای تیغه‌ای آنتی‌گوریت در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی صحنه. ب- رشد کریزوتیل به‌صورت رگه‌ای بر زمینه سرپانتینیتی.

**دگرسانی الیوین**

اوهانلی [۱۲] سه مدل را برای سرپانتینیتی شدن الیوین در نظر گرفته است. در مدل نخست فرایند سرپانتین‌زایی الیوین چنان است که منجر به محفوظ ماندن بخشی از الیوین در مرکز و شکل‌گیری بافت چند وجهی می‌شود چنین الگوی سرپانتینیتی شدن در الیوین پریدوتیت‌های گروه ۱ متداول است (شکل‌های ۶ الف، ب، پ). در مدل دوم باقیمانده الیوین موجود در مرکز یاخته تحت تأثیر آخرین مرحله سرپانتین‌زایی، تشکیل بافت‌های شبکه‌ای و ساعت‌شنی را به همراه دارد (شکل‌های ۶ ت و ث). بخشی از سرپانتینیتی شدن الیوین در پریدوتیت‌های گروه ۲ و ۳ براساس این مدل بوده است. در مدل سوم، سرپانتین‌زایی از اطراف الیوین و یا شکستگی‌ها به سمت داخل کانی پیشرفته و همه الیوین به سرپانتین تبدیل می‌شود (شکل‌های ۶ ج، چ و ح). گسترش بافت شبکه‌ای و ساعت‌شنی از شواهد بافتی این مدل است. سرپانتینیتی شدن الیوین در پریدوتیت‌های گروه ۲ و ۳ بیشتر از این مدل پیروی می‌کند.

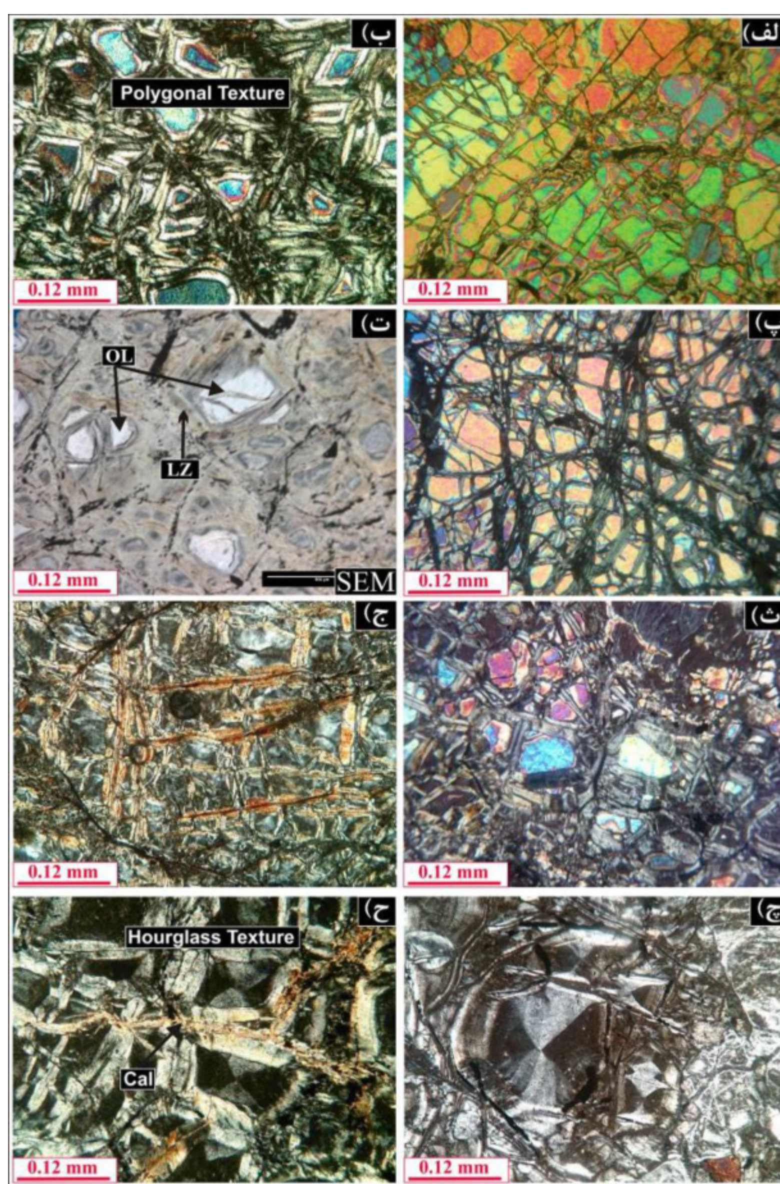
در بیشتر پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی صحنه، بلورهای الیوین به شدت شکسته شده و سرپانتینیتی شدن در راستای همین شکستگی‌ها در حال پیشروی است (شکل‌های ۶ ب، پ). الیوین براساس واکنش احتمالی زیر در حال تبدیل به سرپانتین است:



$$3Mg_2SiO_4+SiO_2+4H_2O \rightarrow 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 \quad (۱)$$

بسته به نوع شکستگی‌های اولیه در دانه‌های الیوین، پس از سرپانتینیتی شدن بافت‌های متفاوت می‌تواند ایجاد شود که از جمله می‌توان به بافت کِرنل (شکل ۶ الف)، بافت شبکه‌ای (شکل ۶ ب)، بافت چندوجهی (شکل ۶ پ)، بافت نواری (شکل ۶ ج) و بافت ساعت شنی (شکل‌های ۶ چ و ح) اشاره کرد.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]



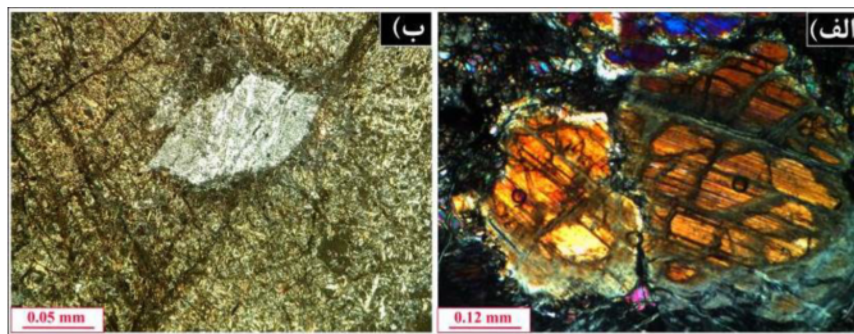

**شکل ۶** سازوکار سرپانتینیتی شدن الیوین. الف، ب،پ- ایجاد شکستگی‌های چند وجهی و رشد لیزاردیت. ت- تصویر SEM از چگونگی تشکیل بافت شبکه‌ای. ث،ج- نمونه‌ای از بافت شبکه‌ای در سنگ‌های گروه دو و سه. چ،ح- بافت ساعت شنی.

**دگرسانی پیروکسن**

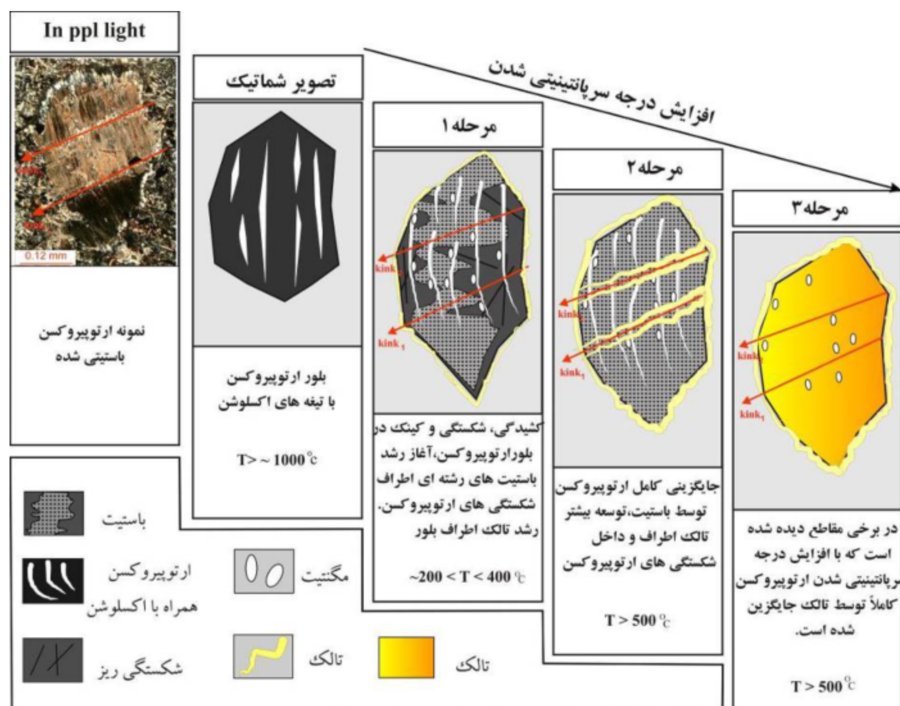
پس از الیوین، کانی پیروکسن سرپانتینیتی می‌شود. در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی صحنه، بلورهای ارتوپیروکسن معمولاً از اطراف یا در طول شکستگی‌ها، دگرسان شده و به باستیت یا دیگر کانی‌های ثانوی تبدیل شده‌اند (شکل ۷ الف). تشکیل باستیت بیانگر آن است که تجزیه ارتوپیروکسن در شرایط ایستاتیک رخ داده است [۱۳]. در نمونه‌های مورد بررسی، با افزایش درجه سرپانتینیتی‌شدن برخی از ارتوپیروکسن‌های باستیتی شده به وسیله آنتی‌گوریت در برگرفته شده و باعث حفظ شکل اولیه آن‌ها شده‌اند (شکل ۷ ب).

شکل ۸ نمونه‌ای از ارتوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های گروه ۲ را نشان می‌دهد، با افزایش درجه دگرسانی، ارتوپیروکسن دچار کشیدگی و کینک باند می‌شود. در راستای شکستگی‌ها باستیت درحال گسترش است. در مرحله دوم، ارتوپیروکسن به طور کامل توسط باستیت جایگزین شده و در راستای نوارهای کینک باند تالک در حال رشد است. در برخی مقاطع، با افزایش درجه سرپانتینیتی‌شدن در راستای نوارهای کینک باند تالک گسترش بیشتری یافته و کل کانی ارتوپیروکسن را در برگرفته است (شکل ۸ مرحله ۳).


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]




**شکل ۷** الف- تشکیل باستیت در راستای شکستگی‌های ارتوپیروکسن. ب- جایگزینی ارتوپیروکسن توسط آنتی‌گوریت.

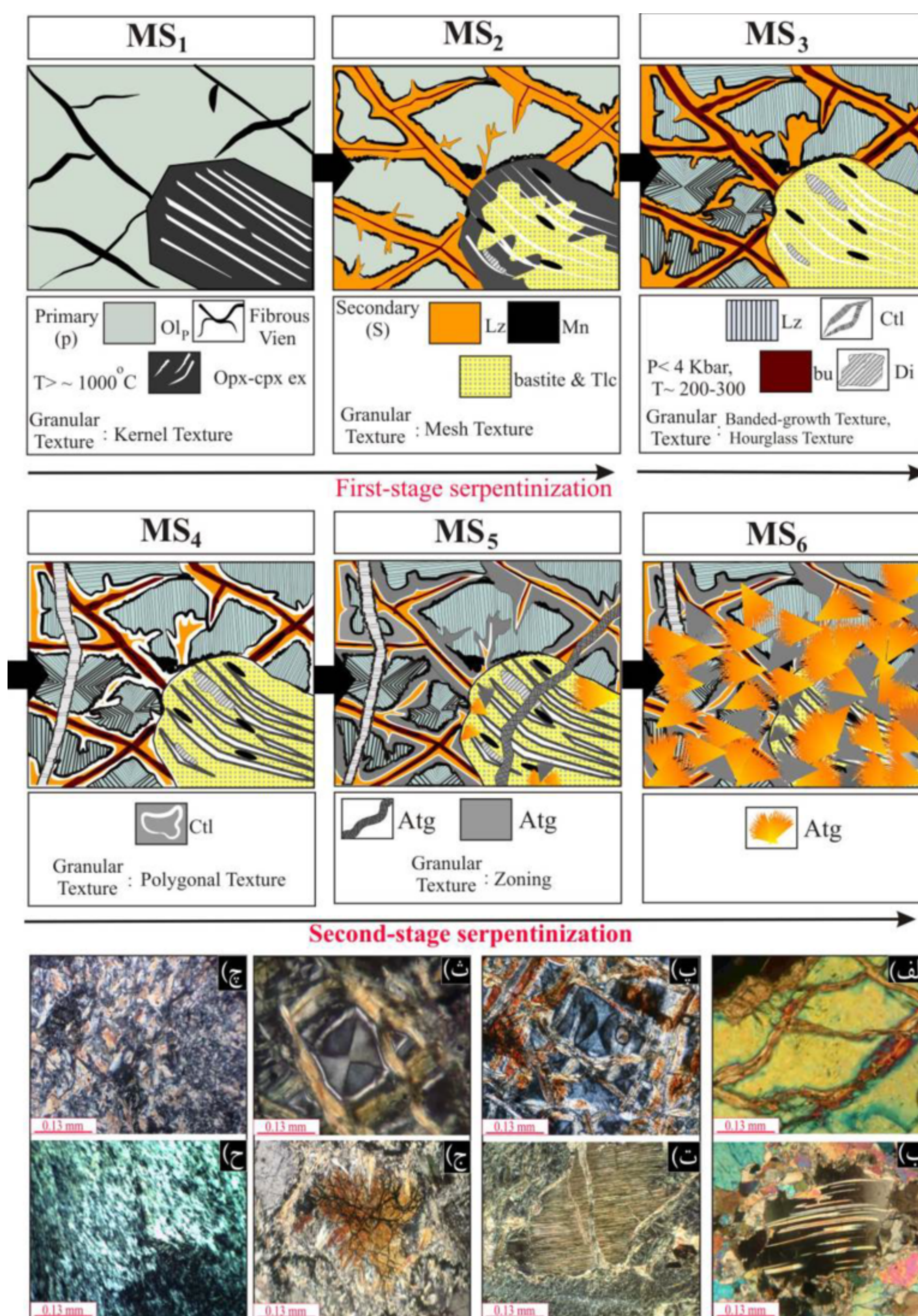



**شکل ۸** مراحل دگرسانی ارتوپیروکسن در سنگ‌های هارزبورژیتی مجموعه افیولیتی صحنه [۱۴].

**تشخیص فازهای سرپانتینیتی شده با استفاده از شواهد بافتی**

کانی‌های گروه سرپانتین از نظر بافت، چگونگی تشکیل و مراحل سنی بررسی شدند. به نظر می‌رسد که لیزاردیت و کریزوتیل موجود در سنگ‌های مجموعه افیولیتی صحنه، فراورده دگرسانی ایستای محیطی مانند کف اقیانوس هستند، در حالی‌که آنتی‌گوریت نتیجه دگرگونی در شرایط دما و فشاری بالاتر بوده و در اثر دگرگونی پویا ایجاد شده است. در سرپانتینیت‌های صحنه، برای تشکیل هر سه کانی سرپانتین در شرایط بیان شده، از یک سنگ سالم تا سنگ کاملاً سرپانتینی شده، شش مرحله قابل تشخیص است. چنانکه در شکل ۹ نشان داده شده است، نخستین مرحله، فرایند سرپانتینیتی‌شدن با بلور سالم الیوین سروکار دارد. با انجام دگرشکلی و شکستن بلورهای الیوین، فرایند سرپانتینیتی‌شدن منجر به ایجاد بافت کِرنل می‌شود [۱۵] (مرحله ۱ شکل ۹). این بافت مکانی برای شروع سرپانتینیتی‌شدن پریدوتیت‌ها به وسیله نفوذ محلول‌های آبی داغ است. سپس در مرحله دوم، لیزاردیت در مرزها و در راستای شکستگی‌ها گسترش می‌یابد. در این مرحله، برخی از تیغه‌های برون رست ارتوپیروکسن موجود در کلینوپیروکسن خم شده و باستیت در راستای برگوارگی‌های کلینوپیروکسن در حال گسترش است. مرحله نخست سرپانتینیتی‌شدن توسط دگرسانی گرمابی سنگ‌کره اقیانوسی و گسترش بافت شبکه‌ای یا نسبت کم لیزاردیت تشخیص داده می‌شود [۱۶] شکل‌های ۹ الف و ب تصاویر میکروسکوپی کانی‌های الیوین و ارتوپیروکسن مراحل اول و دوم سرپانتینیتی‌شدن را در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی صحنه نشان می‌دهد.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]




**شکل ۹** طرحواره و تصویر واقعی مراحل پیشرفت سرپانتینیتی شدن پریدوتیت‌های سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه. مرحله ۱- ایجاد شکستگی‌های کِرنل در بلورهای الیوین. مرحله ۲- شروع سرپانتینیتی شدن و تشکیل لیزاردیت در شکستگی‌های اولیه. الف و ب- تصاویر واقعی مراحل یک و دو که در پریدوتیت‌های سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه دیده می‌شود. مرحله ۳- افزایش رشد رگه‌های لیزاردیتی به سمت مرکز بلور الیوین و جایگزینی کامل الیوین و ایجاد بافت‌های نواری، شبکه‌ای و ساعت‌شنی. پ و ت- تصاویر پریدوتیت‌های سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه که پیشرفت سرپانتینیتی شدن آن‌ها معادل مرحله سه است. مرحله ۴- رشد رگه کریزوتیل بر چند وجهی‌های کاملاً لیزاردیتی شده. رگه‌های کریزوتیل در اطراف بافت شبکه‌ای نیز گسترش یافته‌اند. مرحله ۵- رشد رگه آنتی‌گوریت و گسترش در اطراف بافت شبکه‌ای. ث و ج- تصاویر پریدوتیت‌های سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه که نشان‌دهنده مراحل چهار و پنج سرپانتینیتی شدن است. مرحله ۶- گسترش آنتی‌گوریت‌های شعله‌ای بر زمینه که با از بین رفتن بافت و کانی‌های اولیه و ثانویه همراه است. چ و ح- تصاویر واقعی مرحله ششم است که در پریدوتیت‌های سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه موجود است.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]

در مرحله سوم، پیشرفت سرپانتینیتی‌شدن با ایجاد بافت نواری در مرکز بلورهای الیوین همراه بوده است. در این مرحله، پس از سرپانتینیتی‌شدن کامل الیوین، بافت شبکه‌ای و ساعت‌شنی تشکیل شده است. با ایجاد بافت شبکه‌ای، مقدار کمی الیوین باقی می‌ماند و توسط لیزاردیت‌های رشته‌ای و مگنتیت جایگزین می‌شود. در واحدهای دگرگونی درجه پایین (P<4 kbar; T~200-300 °C) آنتی‌گوریت حضور ندارد و لیزاردیت فاز غالب است [۱]. در این مرحله، ارتوپیروکسن به طور کامل توسط باستیت جایگزین شده، اما آثار دگرشکلی‌های اولیه مانند خمش و نوارشکنجی قابل تشخیص است، شکل‌های ۹ پ و ت تصاویر میکروسکوپی پریدوتیت‌های سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه را نشان می‌دهد که معادل مرحله سه سرپانتینیتی‌شدن است. پس از سرپانتینیتی‌شدن کامل الیوین، رشته‌های نازک کریزوتیل در اطراف چند وجهی‌های لیزاردیتی شده و بر بافت شبکه‌ای گسترش می‌یابد (مرحله ۴).

مرحله ۵ شامل تبلور آنتی‌گوریت در اثر دگرشکلی‌های بعدی (مانند فرورانش و یا فرارانش توده افیولیتی) است. طی این مرحله به نظر می‌رسد که آنتی‌گوریت در دمای ۳۲۰ درجه سانتیگراد در مرز بافت شبکه‌ای و در لبه لیزاردیت‌ها رشد کند. در مراحل اول تا پنجم آثار بافت‌های اولیه قابل تشخیص است. شکل‌های ۹ ث و ج از پریدوتیت‌های سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه معرف مرحله پنج سرپانتینیتی‌شدن است. طی آخرین مرحله (مرحله شش، شکل‌های ۹ چ و ح)، با افزایش سرپانتینیتی‌شدن در دمای بیش از ۳۹۰ درجه سانتیگراد، آنتی‌گوریت به صورت شبکه‌ای از رگه‌ها و همچنین به شکل تیغه‌ای به طور کامل متن سنگ را پوشش داده است و آثاری از بافت‌های اولیه قابل تشخیص نیست.

**تاریخچه رگه‌های سرپانتینی**

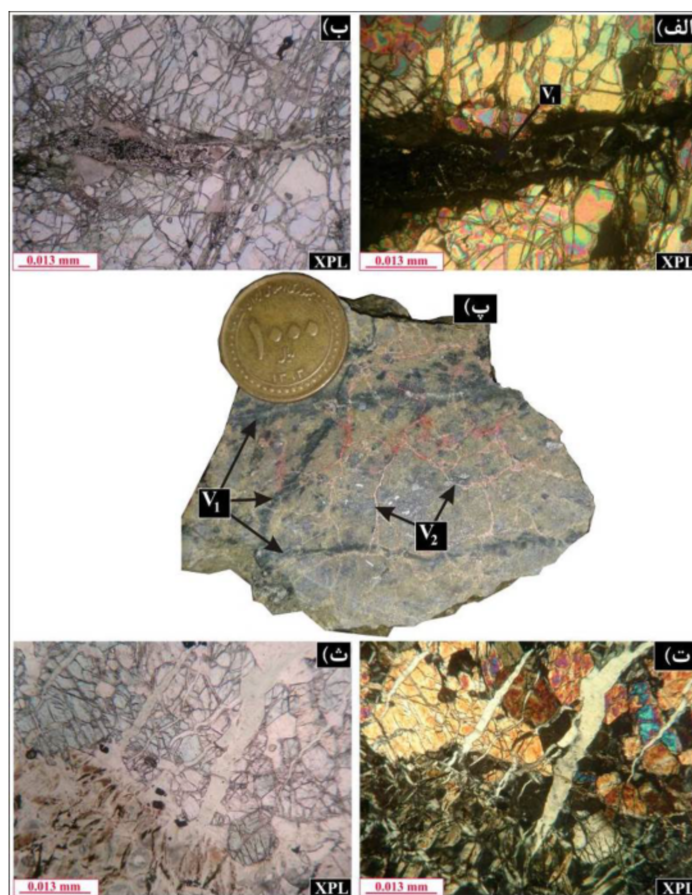
براساس بررسی‌های میکروسکوپی، چهار نسل از رگه‌های سرپانتین ($V_1$ تا $V_4$) در سه گروه پریدوتیت‌های سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه، تشخیص داده شده است. رگه‌های نسل $V_1$ قدیمی‌ترین و نسل $V_4$ جدیدترین نوع از رگه‌ها هستند. روابط زمانی رگه‌ها (قطع شدن توسط رگه‌های بعد)، ویژگی‌های ظاهری و نوع کانی پرکننده رگه اساس تقسیم‌بندی رگه‌ها هستند.

**الف) رگه نسل اول ($V_1$)**: رگه‌های نسل $V_1$ قدیمی‌ترین رگه‌ها هستند که بیشتر در نمونه‌های سرپانتین توده‌ای مشاهده می‌شوند. شکل ۱۰ الف نمونه دستی رگه نسل ۱ را نشان می‌دهد. رگه‌های $V_1$ باریک و به رنگ سیاه هستند و به طور معمول به هم متصل بوده و راستای خاصی را نشان نمی‌دهند. در بیشتر پریدوتیت‌های سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه، رگه‌های $V_1$ توسط انواع دیگر رگه‌ها ($V_4$-$V_2$) قطع شده‌اند. تمرکز بالای مگنتیت در طول دیواره رگه عامل شناسایی این نسل از رگه‌ها در مقیاس میکروسکوپی (شکل‌های ۱۰ الف و ب) و نمونه دستی است.

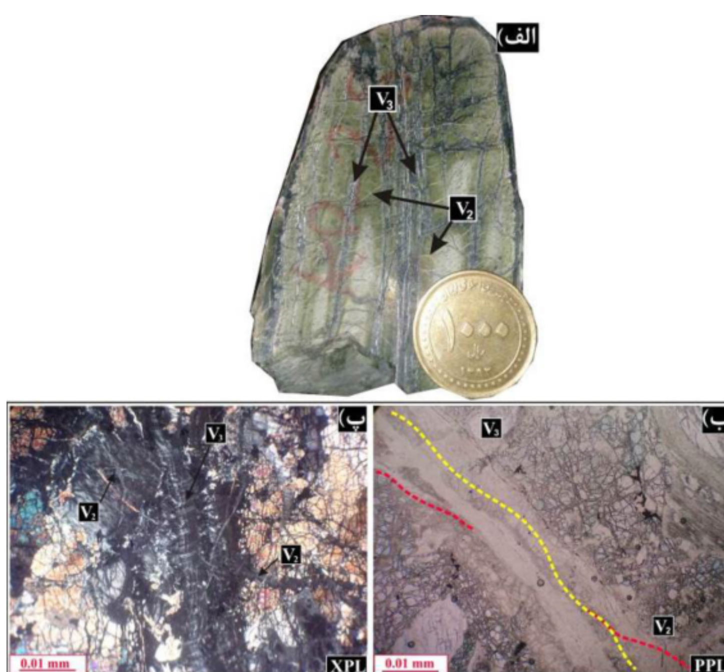
**ب) رگه نسل دوم ($V_2$)**: نسل دوم از رگه‌ها بیشتر در هارزبورژیت‌های با درجه دگرسانی بالا (۸۰-۱۰۰ درصد سرپانتینیتی‌شده) دیده می‌شوند. شکل ۱۰ پ نمونه دستی رگه‌های نسل ۱ را نشان می‌دهد که توسط رگه‌های نسل ۲ قطع شده‌اند. رگه‌های با رنگ سیاه رگه‌های $V_1$ و رگه‌های با رنگ روشن رگه‌های $V_2$ هستند. رگه‌های $V_2$ به صورت رشته‌ای با دیواره‌های نامنظم و به هم متصل هستند.

در مقاطع، بافت این رگه‌ها رشته‌ای است و با برگوارگی مورب تشخیص داده می‌شوند. این رگه ها نسبت به رگه‌های نسل ۱ متقاطع بوده و توسط رگه‌های نسل‌های بعد ($V_3$ و $V_4$) قطع شده‌اند. رگه‌های $V_2$ به طور میانگین دارای طول از ۰/۵ تا چند سانتی‌متر و عرض کمتر از ۱ میلی‌متر هستند (شکل‌های ۱۰ ت و ث).

**پ) رگه نسل سوم ($V_3$)**: شناسایی نسل سوم رگه‌ها راحت‌تر از رگه‌های دو نسل دیگر است. شکل ۱۱ الف نمونه دستی رگه نسل سوم را نشان می‌دهد. این نسل سرپانتین رگه‌ای در مقاطع با بافت کِرنِل حضور دارند. رگه‌های نسل سوم دارای بافت لایه‌ای هستند و توسط رگه‌های نسل $V_4$ قطع شده‌اند. این نسل از رگه‌ها به طور میانگین ۳۰ میلی‌متر طول و ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر عرض دارند. رگه‌های نسل سوم از ترکیب چندین نوار با ضخامت ۰/۱ میلی‌متر و موازی با دیواره رگه تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۱۱ ب و پ).

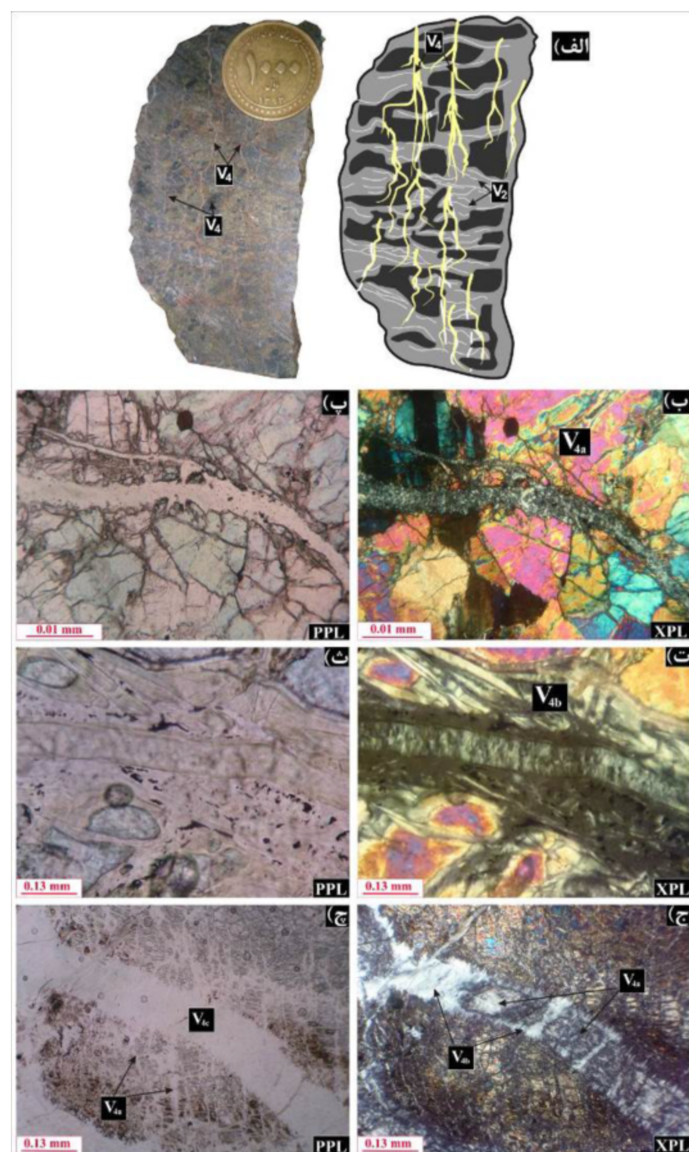



**شکل ۱۰** الف و ب- رگه‌های نسل $V_1$ در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی صحنه. پ- نمونه دستی رگه‌های نسل یک و دو در هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی صحنه. ت و ث- نمونه رگه نسل $V_2$ در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی صحنه.




**شکل ۱۱** الف- نمونه‌ای از رگه‌های نسل $V_3$ که رگه‌های $V_2$ را قطع کرده‌اند. ب، پ- نمونه‌ای از رگه‌های نسل $V_3$ موجود در منطقه صحنه. رگه‌های $V_2$ توسط رگه‌های $V_3$ قطع شده‌اند.

**ت) رگه‌های نسل چهارم ($V_4$)**: رگه‌های نسل $V_4$ آخرین نسل از رگه‌ها هستند و همه نسل‌های پیشین را قطع می‌کنند. رگه‌های $V_4$ از نظر ساختاری مشابه هیچ یک از انواع رگه‌های نسل‌های دیگر نیستند و به راحتی از رگه‌های پیشین قابل تشخیص هستند. شکل ۱۲ الف نمونه دستی رگه‌های نسل چهارم را نشان می‌دهد. این رگه‌ها با طول ۰/۵ تا ۳۰ میلی‌متر و عرض بین ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر، عمود بر بافت اصلی تعیین شده توسط رگه‌های نسل $V_2$ هستند و کانی‌های پیروکسن را قطع کرده‌اند. از نظر میکروسکوپی، رگه‌های نسل $V_4$ سه بافت مختلف را نشان می‌دهند که ممکن است هر بافت به طور مجزا درون یک رگه و یا هر سه بافت با هم درون یک رگه وجود داشته باشند. در مقاطع نازک، این رگه‌ها بر اساس بافت به ۳ نوع $V_{4a}$، $V_{4b}$ و $V_{4c}$ تقسیم می‌شوند. رگه نسل $V_{4a}$ از نظر ساختار بافتی دانه‌ای و شامل اشکال مدور تقریباً ۰/۰۱ میلی‌متر دارد (شکل ۱۲ ب، پ). این نسل از رگه‌ها در نور متقاطع موازی قهوه‌ای روشن هستند و در طول دیواره‌های رگه مگنتیت دیده نمی‌شود.




**شکل ۱۲** الف، ب- نمونه دستی هارزبورژیت سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه که در آن رگه‌های نسل $V_4$ رگه‌های نسل $V_2$ را قطع کرده‌اند. پ، ت- نمونه‌ای از رگه‌های نسل $V_{4a}$ در هارزبورژیت‌های منطقه مورد بررسی. ت،ث- نمونه‌ای از رگه‌های $V_{4b}$ موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه. ج،چ- نمونه رگه‌های $V_{4c}$ نمونه پریدوتیت سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه، که ویژگی‌های حد واسط رگه‌های $V_{4a}$ و $V_{4b}$ را دارا هستند.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]

رگه‌های $V_{4b}$ به طور میانگین ۰٫۵ تا ۳۰ میلی‌متر طول و تقریباً ۰٫۰۲ میلی‌متر عرض دارند. دیواره‌های رگه $V_{4b}$ نامنظم است و در بخش‌هایی مگنتیت دیده می‌شود. این رگه‌ها معمولاً همراه با رگه‌های نسل $V_1$-$V_{4a}$ مشاهده می‌شوند. این رگه‌ها در نور متقاطع موازی خاکستری تیره و در نور قطبیده موازی قهوه‌ای و سفید هستند. رگه‌های نسل $V_{4b}$ شامل یک بافت در هم تنیده هستند که بلورهای سوزنی در دو ناحیه از رگه جمع شده و به سمت مرکز رشد کرده‌اند (شکل‌های ۱۲ ت و ث).

رگه‌های نسل $V_{4c}$ بین ۰٫۳ و ۸ میلی‌متر طول و ۰٫۲ میلی‌متر عرض دارند. این نسل از رگه‌ها نوع میانه‌ای از $V_{4a}$ و $V_{4b}$ هستند. این رگه‌ها همچنین شامل یک لایه داخلی مشابه بافت رگه‌های نسل $V_1$ هستند. آنها در دو نور متقاطع و قطبیده موازی قهوه‌ای تیره هستند و در بیشتر قسمت‌ها شامل دو بخش هستند: ۱) نزدیک بخش‌های داخلی رگه، دانه‌های گوی‌مانند، مشابه رگه $V_{4a}$ در طول کناره‌های رگه دیده می‌شوند و ۲) نزدیک مرکز رگه، بلورهای سرپانتین مشابه شکستگی‌های تیغه‌دار منفرد در رگه‌های $V_{4b}$ یافت می‌شوند. (شکل‌های ۱۲ ج و چ).

**شیمی کانی‌های سرپانتین**

ترکیب شیمیایی به دست آمده از نتایج تجزیه ریزپردازنده نقطه‌ای چندریخت‌های سرپانتین در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی صحنه در جدول ۱ ارائه شده است.

سنگ‌های فرامافیک اغلب دارای سه ترکیب اصلی MgO، CaO و $SiO_2$ هستند [۱۷]. شکل ۱۳ مثلث اصلی MgO- $SiO_2$ - CaO را نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی چندریخت‌های سرپانتین موجود در پریدوتیت‌های سرپانتینیتی مجموعه افیولیتی صحنه بر ضلع $MgO$-$SiO_2$ و بین فورستریت و انستاتیت در گستره سرپانتین‌ها قرار می‌گیرد. در این شکل بخش خاکستری رنگ، مجموعه کانی‌های مربوط به گوشته را نشان می‌دهد تجزیه شیمیایی سرپانتین‌های مجموعه افیولیتی صحنه، بیشتر بر مثلث یاد شده قرار می‌گیرند.

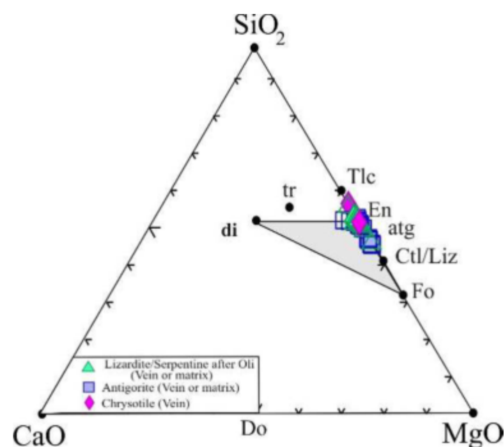
در مثلث $MgO$-$SiO_2$-$Al_2O_3$ [۱۸]، گستره پایداری هر سه چندریخت کانی‌های گروه سرپانتین نشان داده شده است (شکل ۱۴ الف). با انطباق نتایج تجزیه کانی‌های سرپانتین منطقه مورد بررسی بر این نمودار، همه آن‌ها در گستره پایداری کانی‌های گروه سرپانتین یعنی لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی‌گوریت واقع می‌شوند. در نمودار سه تایی -$MgO$-$SiO_2$ FeO [۱۸]، بیشتر نمونه‌ها در نزدیکی ضلع $MgO$-$SiO_2$ قرار می‌گیرند (شکل ۱۴ ب). در این شکل، روند فرمول ساختاری کانی‌های واقع در نقاط مختلف مثلث نیز نشان داده شده است.

**جدول ۱** نتایج تجزیه ریزپردازنده نقطه‌ای چندریخت‌های سرپانتین مجموعه افیولیتی صحنه.

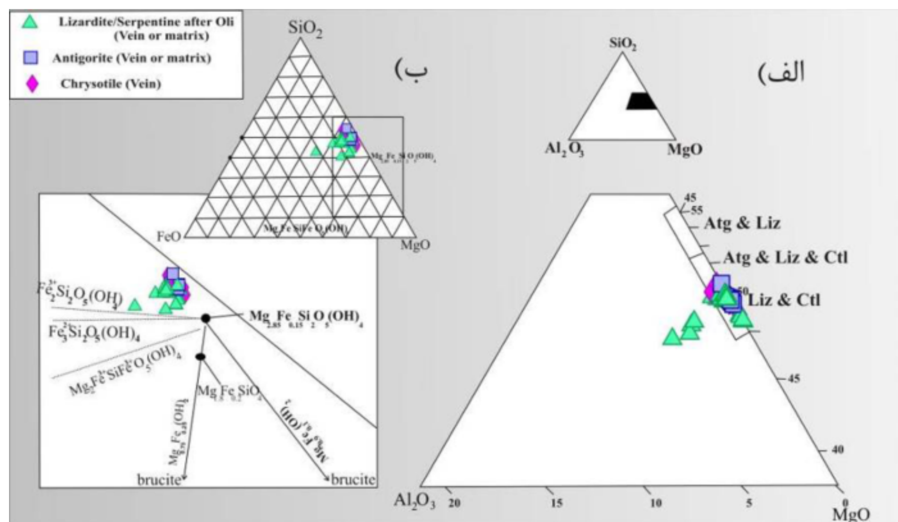
| | کریزوتیل | | | | آنتی گوریت | | | | لیزاردیت | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **نقطه تجزیه‌ها** | ۴۲ | ۴۳ | ۶۱ | ۶۲ | ۵۶ | ۵۷ | ۶۸ | ۶۹ | ۷۷ | ۷۸ | ۷۹ | ۸۰ | ۸۱ |
| $SiO_2$ | ۴۲٫۱ | ۴۱٫۳ | ۴۳٫۸ | ۴۵٫۲ | ۴۱٫۳ | ۴۱٫۳ | ۴۱٫۴ | ۴۱٫۶ | ۳۷٫۶ | ۴۱٫۷ | ۳۷٫۱ | ۴۱٫۵ | ۳۵ |
| $Al_2O_3$ | ۰٫۳۶ | ۰٫۲۹ | ۲٫۹ | ۱٫۰۹ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۷ | ۰٫۷۷ | ۱٫۱۸ | ۰٫۰۷ | ۰٫۳۳ | ۰٫۰۹ | ۰٫۳۲ | ۰٫۰۷ |
| FeO | ۳٫۲ | ۵٫۱ | ۴ | ۴٫۱ | ۴٫۷ | ۴٫۷ | ۴٫۷ | ۴٫۷۹ | ۴٫۷۷ | ۳٫۳۶ | ۵٫۲۲ | ۳٫۷۹ | ۶٫۵ |
| MnO | ۰٫۱ | ۰٫۰۹ | ۰ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۷ | ۰٫۱ | ۰٫۱ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱ |
| MgO | ۴۰٫۳ | ۳۹٫۵ | ۳۵ | ۳۴٫۷ | ۳۶ | ۳۶٫۳ | ۳۷ | ۳۶٫۱ | ۴۲٫۲ | ۳۹٫۹ | ۴۲٫۳ | ۳۹٫۷ | ۴۲ |
| CaO | ۰٫۲۹ | ۰٫۱۵ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۴ | ۰٫۱۲ | ۰٫۳۲ | ۰٫۱۳ | ۰٫۲۹ | ۰٫۱ |
| کل | ۸۶٫۵ | ۸۷٫۱ | ۸۶٫۶ | ۸۵٫۹ | ۸۳٫۷ | ۸۳٫۹ | ۸۴٫۵ | ۸۴٫۵ | ۸۵٫۳ | ۸۵٫۸ | ۸۵٫۳ | ۸۵٫۹ | ۸۴٫۱ |
| اکسیژن | ۷ | ۷ | ۷ | ۷ | ۷ | ۷ | ۷ | ۷ | ۷ | ۷ | ۷ | ۷ | ۷ |
| Si | ۱٫۹ | ۱٫۹ | ۲ | ۲٫۱ | ۲٫۰۲ | ۲٫۰۱ | ۲٫۰۱ | ۰٫۰۲ | ۱٫۸۴ | ۱٫۹۸ | ۱٫۸۲ | ۱٫۹۸ | ۱٫۷۶ |
| Al | ۰٫۰۱ | ۰ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۶ | ۰ | ۰٫۰۱ | ۰ | ۰٫۰۱ | ۰ |
| Fe | ۰٫۱ | ۰٫۲ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۳ | ۰٫۲۱ | ۰٫۱۵ | ۰٫۲۷ |
| Mg | ۲٫۸ | ۲٫۸ | ۲٫۴۴ | ۲٫۴۴ | ۲٫۶ | ۲٫۶ | ۲٫۶۸ | ۲٫۶۱ | ۲٫۰۸ | ۲٫۸۳ | ۳٫۱ | ۲٫۸۳ | ۰ |
| مجموع کاتیون‌ها | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ | ۵ |
| Mg# | ۰٫۹۵ | ۰٫۹۳ | ۰٫۹۳ | ۰٫۹۳ | ۰٫۹۳ | ۰٫۹۳ | ۰٫۹۳ | ۰٫۹۳ | ۰٫۹۴ | ۰٫۹۵ | ۰٫۹۳ | ۰٫۹۴ | ۰٫۹۲ |



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]




**شکل ۱۳** سیستم $MgO\text{-}SiO_2\text{-}CaO$ و نتایج تجزیه سرپانتین‌های مجموعه افیولیتی صحنه بر آن.




**شکل ۱۴** الف- گستره پایداری کانی‌های گروه سرپانتین بر سیستم $MgO\text{-}SiO_2\text{-}Al_2O_3$. ب- براساس سیستم سه تایی $MgO\text{-}SiO_2\text{-}FeO$، سرپانتین نمونه‌های مورد بررسی بر ضلع $MgO\text{-}SiO_2$ واقع شده‌اند.

### لیزاردیت و کریزوتیل

به عقیده اوهانلی [۱۲] افزایش $Fe^{2+}$ قابل دسترس، باعث تسهیل تشکیل لیزاردیت، نسبت به کریزوتیل و حتی آنتی‌گوریت می‌شود. شکل ۱۵ الف ارتباط $Fe^{2+}$ با Mg را نمایش می‌دهد. کریزوتیل و آنتی‌گوریت دارای پایین‌ترین مقدار $Fe^{2+}$ هستند، اما مقدار Mg بالایی دارند. لیزاردیت دارای بالاترین مقدار Fe است. کاتیون $Fe^{2+}$ با Al یک تطابق تقریباً مثبت را نشان می‌دهد (شکل ۱۵ ب).

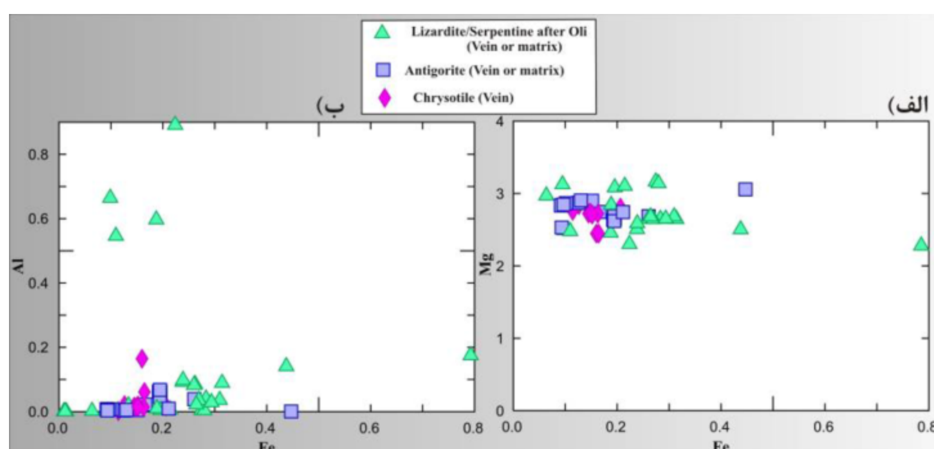
به منظور درک وجود هم‌رشدی لیزاردیت با کلریت از نمودار تقسیم‌بندی انواع کلریت [۱۹] استفاده شد (شکل ۱۶). از آنجاکه فرمول ساختاری کلریت مشابه با سرپانتین است، می‌توان برای تعیین کاتیون‌های مربوط به سرپانتین و یا کلریت از تعداد اکسیژن و یا کاتیون یکسان برای محاسبه فرمول ساختاری استفاده نمود. فیسر و همکاران [۲۰] به نمودار گستره پایداری کانی‌های کلریت، گستره سرپانتین را نیز اضافه کرده و نتایج بررسی‌های خود را در آن رسم کرده‌اند. در این نمودار، گستره پایداری کانی‌های کلریت، با افزایش Si به سمت گستره پایداری سرپانتین توسعه می‌یابد. برخی از نمونه‌ها نیز در گستره کلریت نوع پنینیت قرار می‌گیرند.

### آنتی‌گوریت

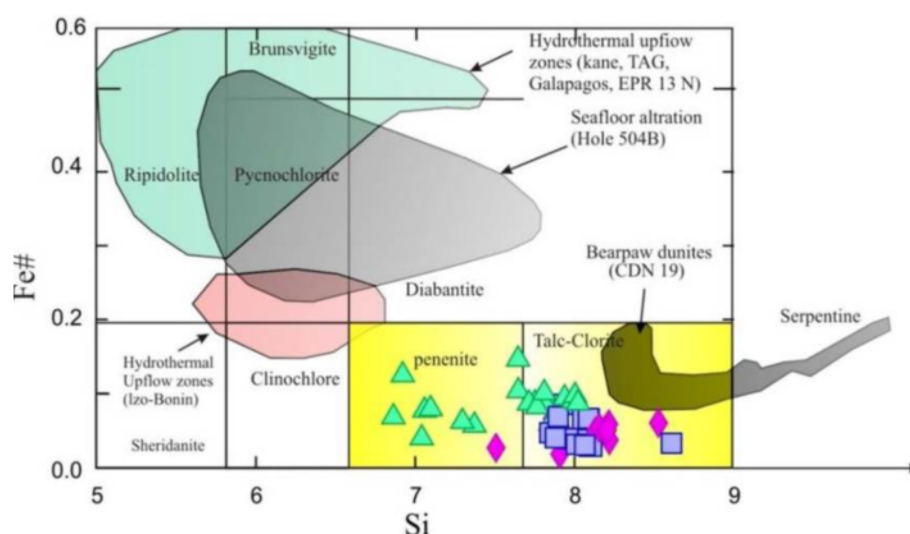
فراوانی آنتی‌گوریت در سرپانتین‌ها، نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در یک فرایند دگرگونی پیش‌رونده است [۲۱]. آنتی‌گوریت با نسبت Mg/Si بالاتر نسبت به سایر سرپانتین‌ها مشخص می‌شود (شکل ۱۷). این امر به دلیل ساختار موجی متناوب در


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]

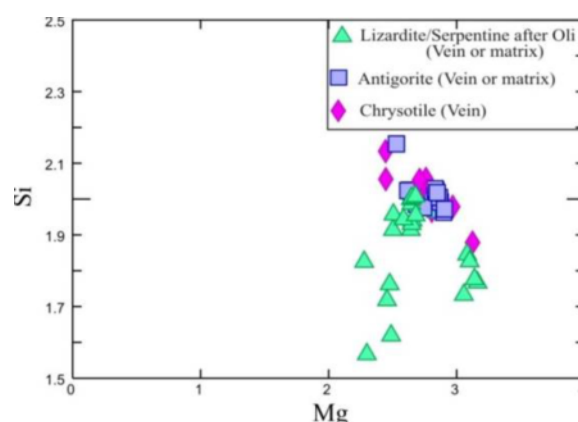
آن‌ها است [۲۲]. آنتی‌گوریت‌های مورد بررسی نسبت به دیگر سرپانتین‌های موجود از مقدار Si بالاتری برخوردار هستند. آن‌ها همچنین دارای مقدار $Al_2O_3$ بالاتر با میانگین ۱/۷ درصد و $SiO_2$ بیشتر با میانگین ۱۷٪ هستند، اما مقدار اکسید آهن در آنتی‌گوریت‌ها از سایر سرپانتین‌های منطقه پایین‌تر است.




**شکل ۱۵** تغییرات $Fe^{2+}$ نسبت به Mg و Al ترکیب سرپانتین‌های مورد بررسی.




**شکل ۱۶** گستره پایداری کانی‌های گروه کلریت و سرپانتین.




**شکل ۱۷** نمودار Mg نسبت به Si در انواع سرپانتین‌های موجود در مجموعه افیولیتی جنوب صحنه.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]

**برداشت**

درجه‌های متفاوتی از فرآیند سرپانتینی‌شدن در سنگ‌های فرامافیک افیولیت صحنه دیده می‌شود که ناشی از رخداد فرآیند دگرسانی در منطقه است. بافت شبه‌ریخت بافت غالب سنگ‌های پریدوتیتی منطقه بوده و الیوین به عنوان کانی متداول در این نوع سنگ‌ها، بیشتر دچار فرایند سرپانتینی شدن از نوع لیزاردیت شده است، در حالی که پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن در حال تبدیل به باستیت هستند. بافت عمده سرپانتین‌های موجود در منطقه بافت شبکه‌ای، ساعت شنی، نواری و چندوجهی است. بررسی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های منطقه بیانگر رخداد سه مرحله از فرآیند سرپانتینی شدن است. در مرحله‌ی نخست، سرپانتینیتی‌شدن در راستای شکستگی‌های موجود در دانه‌های الیوین اولیه رخ داده است توقف این مرحله سبب باقی ماندن الیوین سالم در بین بافت چندوجهی شده است طی مرحله‌ی دوم، گسترش سرپانتینیتی‌شدن مجدد در الیوین‌های باقی‌مانده از مرحله‌ی نخست سبب ایجاد بافت شبکه‌ای و ساعت شنی می‌شود. در مرحله‌ی سوم، آنتی‌گوریت و کریزوتیل به ترتیب بر لیزاردیت‌های اولیه و به صورت رگچه‌هایی بر سایر کانی‌های موجود گسترش می‌یابد. در بررسی‌های میکروسکوپی دقیق هر سه گروه از سنگ‌های منطقه، چهار نسل از رگه‌های سرپانتین ($V_1$ تا $V_4$) تشخیص داده شد. رگه‌های نسل $V_1$ قدیمی‌ترین و نسل $V_4$ جدیدترین نوع از رگه‌ها هستند. روابط زمانی رگه‌ها (قطع شدن توسط رگه‌های بعد)، ویژگی‌های ظاهری و نوع کانی پر کننده رگه، اساس تقسیم‌بندی رگه‌هاست.

**قدردانی**

در اینجا لازم است از همکاری بی‌دریغ مهندس حسن حیدریان در انجام کارهای صحرایی تقدیر و تشکر به عمل آید. از دکتر نادیا محمدی و دکتر داگلاس از دانشگاه نیوبرانزویک کانادا که ما را در تهیه تصاویر SEM و تجزیه ریزپردازنده نقطه‌ای یاری دادند تشکر می‌نماییم. همچنین از داوران محترم مجله نیز تقدیر و تشکر می‌شود.

**مراجع**

[1] Ewans J., Hawkins J., *"Petrology of ‘‘seamounts’’ on the trench slope break",* (1979) EOS 60, 968 p.

[2] Escartin J., Hirth G., Evans B., *"Non-dilatant brittle deformation of serpentinites: implications for Mohr–Coulomb theory and the strength of faults",* Journal of Geophysical Research (1997) v. 102 (B2), pp. 2897–2913.

[3] Ranero C. R., Morgan J. P., McIntosh K., Reichert C., *"Bendingrelated faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench",* (2003) *Nature*, v. 425, pp.367–373.

[4] Azer M.K., Khalil A. E.S., *"Petrological and stadies of pan-African serpentinites at Bir Al-Edeit area, central Eastrn Desert, Eqypt",* Journal of African Earth science (2005) 43: 525-536.

[5] Paladri j.l., Reed M., *"Ceochemical models of metasomatism in altramafic system., serpent ionization, Radingit ization, and floor carbonate chimncy precip itation",* Geochimicat cosmochimica Acta (2004) 68: 1115-1133.

[6] Sabzehei M., *"Upper protrozoic-lower Paleozoic ultramafic-mafic association of southeast Iran, Product of an ophiolitic magma of komatitic affinity",* International Ophiolite symposium Finland (1998).

[7] Saccani E., Dilek Y., Marroni M., Pandolfi L., *"Continental margin ophiolites of Neotethys: Remnants of Ancient Ocean–Continent Transition Zone (OCTZ) lithosphere and their geochemistry, mantle sources and melt evolution patterns",* (2015) DOI: 10.18814/epiiugs/2015/v38i4/82418.

[8] Braud J., *"Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran)",* et leursrapports structuraux (1970), C. R. Acad. Sci. Paris, 271: 1241-1244.

[9] Ricou L. E., *"Le metamorphisme au contact des pridotite de nyriz (Zagros Intern, Iran) development de skarns a pyroxne",* Ballentin of society for Geology, (1971) 13 (Fr. Series) P: 146-155.

[10] Shahidi M., Nazari H., *‘‘Geological Map of Harsin area 5558. 1:100000’’*, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (1995).

[11] Prichard H. M., *"A Petrographic Study of the Process of Serpentinization in Ophiolites and the Ocean Crust"*, Contributions to Mineralogy and Petrology (1979) 68 231-241.

[12] O`Hanley D. S., *"Serpentinites- Records of Tectonic and Petrological History",* Oxford University Press (1996) 277.

[13] Iyer K., Austrheim H., John T., Jamtveit B., *"Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: Constraints from the Leka Ophiolite Complex, Norway",* Chemical Geology (2008), Pages 66–90.

[14] Oliver P., Sandra P., *"Olivine Pseudomorphs after Serpentinized Orthopyroxene RecordTransient Oceanic Lithospheric Mantle Dehydration (Leka Ophiolite Complex, Norway)",* Journal of Petrology (2012), Volume 53 number 9.
[15] Hopkinson L., Beard J. S., Boulter C. A., *"The hydrothermal plumbing of a serpentinitehosted detachment: evidence from the West Iberia non-volcanic rifted continental margin, Marine",* Geology (2004) 1–15.
[16] Stéphane S., Stéphane G., Bruno R., Romain L., Baptiste D., Christian N., Pierre L., Anne Line A., *"Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites",* LITHOS (2012),-02880; No of Pages 14.
[17] Bucher K., Frey M., *"Petrogenesis of metamorphic rocks",* Springer-Verlag , Berlin, Heidelberg (1994).
[18] Wicks F.J., Plant A.G., *"Electron-microprobe and X-ray microbeam studies of serpentinite textures",* Can Mineral (1979) 17:785–830.
[19] Hey M. H., *"A new review of the chlorites"*, Mineralogical Magazine (1954) *30*, 277-292.
[20] Facer J., Downes H., Beard A., *"In situ serpentinization and hydrous fluid metasomatism in spinel dunite xenoliths from the Bearpaw Mountains",* Montana, USA. Journal of Petrology (2009) 50, 1443^1475.
[21] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals",* 2nd edition Pearson Education Limited, United Kingdom (1992).
[22] Wicks F. J., Whittaker E.J.W., Zussman j., *"An idealized model for serpentine textures after olivine",* Canadian Mineralogist (1977) 15 . 446-458


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.383 ]